

# Geoökologie der Frostböden auf Island und ihre Bedeutung für die Bodennutzung

Schunke, Ekkehard

Veröffentlicht in:  
Abhandlungen der Braunschweigischen  
Wissenschaftlichen Gesellschaft Band 28, 1977,  
S.23-51



Verlag Erich Goltze KG, Göttingen

# **Geoökologie der Frostböden auf Island und ihre Bedeutung für die Bodennutzung**

Von *Ekkehard Schunke*, Göttingen

Vorgelegt von *Hans Poser*

Zusammenfassung

Mangels anderer terrestrischer Ressourcen ist für Island das natürliche und kultivierte Grasland die wichtigste Grundlage der Landnutzung (Viehzucht). Dieses Nutzungspotential wird durch frostdynamische Vorgänge nachhaltig beeinträchtigt, insbesondere durch Thufur-Bildung, Rasenschälen sowie durch Permafrostboden-degradation und -aggradation. Im folgenden Artikel werden die Prozesse und Faktoren dieser agrarisch relevanten Frostbodenformen zusammenfassend behandelt.

Seit den 60er Jahren dieses Jahrhunderts ist eine Intensivierung der frostdynamischen Vorgänge im Boden zu verzeichnen. Diese hat ihre Ursache in einer Verschärfung des Frostregimes in der bodennahen Luftschicht: Während der Periode 1965—1975 hat sich die jährliche Kältesumme gegenüber der besonders warmen Periode 1924—1934 um rund 25—30 % erhöht. Vor allem die Verschärfung des Frostregimes im Vorwinter erlangt große kryopedogene Wirksamkeit, da dem Boden zu diesem Zeitpunkt noch keine geschlossene, thermisch-isolierende Schneedecke von größerer Mächtigkeit aufliegt.

Die Intensivierung der frostbedingten Morphodynamik induziert eine Labilisierung des Landschaftshaushaltes. Somit führen anthropogene Eingriffe, etwa in Form der Überweidung, besonders leicht zu einer Störung des geoökologischen Gleichgewichtes und lösen eine drastische Minderung des Landnutzungspotentials aus.

## **Summary**

Lacking other resources the output of the natural and cultivated grassland (in the widest sense) is the most important basis of land use (cattle-breeding) in Iceland. This available potential is persistently impaired by cryogenic processes, especially by the formation of earth hummocks, turf exfoliation and by the degradation and aggradation of permafrost. In the present paper the processes and factors of these agriculturally relevant periglacial forms are summarized. The results are based on cryopedological field studies carried out in different regions of Iceland during the years 1970—1972 and 1975—1976.

The formation of earth hummocks (thufurs) is the most common cryopedological phenomenon in the Icelandic grass-covered areas. It results from a cryodynamically induced subsurface soil movement. The immense frequency and the pronounced forms of the thufurs in Iceland originate from a coincidence of a favourable frost

climatic milieu and the widespread occurrence of a highly frost susceptible fine-grained soil, the loess-like material of mólhella.

The turf exfoliation, one of the most important environmental problems in Iceland at present, is predominantly caused by gelideflation. It is favoured by the strong frost action in the uppermost layers of the soil by way of frost heaving and the formation of needle ice as well as by the poor cohesion of the fine-grained soils in Iceland which ensues from the small portion of organic and clayey matter. In addition, the destruction of the vegetation cover by trampling of the grazing cattle is an essentially inducing factor.

The actual condition of the Icelandic (sporadic) permafrost is characterized by simultaneous degradation and aggradation, whereby aggradation prevails. The actual permafrost aggradation is conspicuously witnessed by the formation of new palsas: As a whole more than 1200 recent palsas at about 30 different localities have been registered.

The actual intensification of the cryogenic processes in the soil is caused by a recent aggravation of the freezing regime: During the period 1965—1975 the average sum of negative degree days during the frost period (freezing index) has increased by about 25—30 per cent as compared to the exceptionally warm period 1924—1934. This aggravation of the frost climate especially during the pre-winter period (Oct.-Nov.) are particularly effective because, at this time, the soil has no continuous thermic-insulating snow cover of greater thickness.

The intensification of the cryogenic morphodynamic, ensuing from the aggravation of the frost climate, causes an instableness of the geo-ecological budget. Therefore anthropogenic interference, e. g. by way of overgrazing, easily leads to a disturbance of the geo-ecological balance in the course of which the basis of land utilization is severely reduced.

## 1. Einleitung

Von den besiedelten subarktischen und arktischen Regionen an der polaren Kältengrenze der Ökumene ist Island hinsichtlich der Landnutzungsmöglichkeiten in besonders starkem Maße auf die ökologischen Ressourcen angewiesen: Bodenschätze stehen dem Land nicht zur Verfügung, wenn man von den Heißwasser-Energieressourcen absieht. Damit hat auf Island jede Veränderung dieses natürlichen Potentials, wie sie zum Beispiel durch Veränderungen des Landschaftshaushaltes ausgelöst wird, unmittelbare Auswirkungen für die Landnutzung.

Die natürliche Ausstattung der Insel ergibt sich aus ihrer geographischen Position dicht unter dem Polarkreis, aus ihrer vulkanischen Entstehung in der jüngsten Erdgeschichte sowie aus ihrer Lage im unmittelbaren Einflußbereich der Polarfront. Das Relief präsentiert sich als ein durchschnittlich 500—800 m hohes Hochplateau, das weithin steil zu einem schmalen, lediglich im Südwesten weiter landeinwärts ausgreifenden küstennahen Tiefland abfällt. Auf dieses küstennahe Tiefland konzentriert sich die Besiedlung; das Hochland ist unbesiedelt.

Die aus den vulkanischen Festgesteinen der „Basalt-Formation“ und der „Palagonit-Formation“ aufgebaute Insel wird oberflächlich von holozänen Lavamassen, glaziären und glazifluvialen Sedimenten sandig-kiesiger Beschaffenheit („Grundmoräne“, „Sander“), Verwitterungsdetritus des Anstehenden („Frostschutt“), vulkano-äolischen Sedimenten („Tephra“) sowie vom lößähnlichen Feinmaterial der „Móhella“ eingenommen. Auf Grund hochgradiger Permeabilität der meisten dieser Lockersubstrate erscheint das Hochland weithin als edaphisch bedingte Wüste (vgl. M. Schwarzbach 1963). Im wüstenhaften Hochland treten vereinzelt Vegetationsareale auf, die sich nur im nordwestlichen Bereich Zentral-Islands zu größeren Tundraarealen verdichten. Solche Vegetationsareale sind im wesentlichen an die Verbreitung der Móhella gebunden, die auf Grund ihrer feinkörnigen Beschaffenheit das Aufkommen geschlossener Vegetation begünstigt. Eine Vegetationsdecke größerer Geschlossenheit, bestehend aus Wiesen und Heiden, findet sich im Tiefland. Da Island zur Landnahmezeit im 9. Jahrhundert n. Chr. noch größere subarktische Wälder trug, ist es wahrscheinlich nicht von Natur aus jenes subpolare Wiesenland, als das es sich heute präsentiert.

Die Insel hat ein ozeanisch-subpolares Klima mit kühlen Sommern und milden Wintern. Das Klima des Tieflandes kann als feucht-kühlgemäßigtes Klima (Cfc-Klima nach W. Köppen), das des Hochlandes als Tundrenklima (ET-Klima nach W. Köppen) charakterisiert werden. Ein wichtiges gemeinsames Merkmal des Klimas im Tief- und Hochland ist die große Anzahl von Frostwechsel- und Eistagen (vgl. hierzu E. Schunke und H. Stingl 1973).

Dieses Frostklima ermöglicht auf Island die Ausbildung nahezu sämtlicher bislang bekannter geomorphologischer Erscheinungen der Bodenfrostdynamik: Formen der Frostverwitterung, Formen der Bodenmusterung und -sortierung, Formen der Solifluktion, Formen der Gelideflation, Formen der Nivation sowie Aggradations- und Degradationsformen des Permafrostbodens (vgl. E. Schunke 1975). Einige von diesen sind von unmittelbarem Belang für die Landnutzung.

Die Landnutzungsmöglichkeiten auf Island bleiben weitgehend auf die Viehwirtschaft beschränkt: Im Jahre 1975 gab es auf der Insel rund 860 000 Schafe, 61 000 Rinder und 46 000 Pferde. Schaf- und Pferdehaltung werden im wesentlichen mit sommerlicher Fernweide im Hochland und winterlicher Stallfütterung betrieben. Die Heu- und Silagegewinnung (Ertrag 1974: 342 939 t) für die Stallfütterung erfolgt auf den Hauswiesen (isl. „tún“), die in der Regel durch Planierung von Büldenböden oder durch Trockenlegung von Sumpfböden angelegt wurden. Grundlage der Landnutzung ist mithin das Potential des natürlichen und kultivierten Graslandes. Von der rund 103 000 km<sup>2</sup> umfassenden Fläche Islands ist gegenwärtig nur eine Fläche von ca. 20 000 km<sup>2</sup> einigermaßen geschlossen von Vegetation bedeckt. Davon werden rund 1100 km<sup>2</sup> als Hauswiesen genutzt. Diese Zahlen verdeutlichen zusammen mit der Bevölkerungszahl von 220 000 (1976) nachdrücklich, daß das Potential der agrarischen Landnutzung als nahezu einziger terrestrischer Nutzungsmöglichkeit Islands vergleichsweise gering ist. Damit erhalten Beeinträchtigungen dieses Nutzungspotentials, wie sie vor allem auch von der Bodenfrost-

dynamik ausgehen, auf Island ein ganz anderes ökonomisches Gewicht, als es die gleichen Vorgänge im subarktischen Nordamerika oder Nordeurasien besitzen, wo zudem auch andere als ökologische Nutzungsmöglichkeiten zur Verfügung stehen. Damit kommt auf Island der geomorphologisch-kryopedologischen Forschung ein hoher Rang für die Nutzungspraxis zu, d. h. sie wird zur Angewandten Geomorphologie.

Für die zum Zwecke der Viehwirtschaft betriebene agrarische Landnutzung Islands sind außer den größtenteils klimatisch-physiologisch bedingten Kahlschäden auf den Kulturwiesen (isl. „kal“), die zuletzt von Ch. und H. Ellenberg (1969), H. Ellenberg (1971), B. Ruthsatz und E. Geyger (1971), M. 't Hard und W. von der Molen (1971) u. a. untersucht worden sind, vor allem drei Erscheinungen relevant, die auf die Bodenfrostdynamik zurückgehen: 1. die Thufur-Bildung, 2. das Rasenschälen und 3. die Permafrostbodenaggradation und -degradation.

Die Fragestellung der vorliegenden Untersuchung gilt den Prozessen und den sie steuernden Faktoren, d. h. der Geoökologie dieser agrarisch relevanten Frostbodenformen. Dabei werden im folgenden Ergebnisse von Feld- und Laborarbeiten *zusammenfassend* dargelegt, die in den Jahren 1970—1972 und 1975—1976 in den verschiedensten Regionen des isländischen Tief- und Hochlandes mit finanzieller Unterstützung deutscher und isländischer Forschungsinstitutionen betrieben wurden.<sup>1)</sup>

## 2. Die Thufur-Bildung

Als „thúfur“ (Einz.: „thúfa“) werden im Isländischen kleine, geschlossen von Vegetation bedeckte Erdbülden bezeichnet. Die Thufur-Bildung ist für die agrarische Landnutzung deshalb relevant, weil sie erstens schon durch ihre Natur als Mikrorelief die Grasnutzung der Hauswiesen in großem Stile beeinträchtigt (Abb. 1) und weil sie zweitens, namentlich im Hochland, häufig zu einer Schädigung der Vegetationsdecke (Abb. 2) führt und damit Bodenerosion durch Deflation induzieren kann. Hinzu kommt, daß Sonnen- und Schattenseite der Thufur beträchtliche Unterschiede der Primärproduktion aufweisen (vgl. H. Lieth 1960).

Nach dem *Habitus* der Erdbülden lassen sich verschiedene Formtypen unterscheiden: kuppel-, plateau-, schild- und wallförmige Thufur (vgl. E. Schunke 1977). Ihre Abmessungen variieren zwischen 30—80 cm in der Höhe und 40—150 cm im

<sup>1)</sup> Die Forschungen wurden im Rahmen eines von Herrn Prof. Dr. H. Poser geleiteten Periglazial-Forschungsprogrammes des Geographischen Institutes der Universität Göttingen betrieben, und zwar mit großzügigster Unterstützung seitens der Forschungsstation „Nedri Ás“ in Hveragerði (Direktor: Gísli Sigurbjörnsson). Die Bereitstellung des meteorologischen Originalmaterials und die Möglichkeit zu seiner Auswertung verdanke ich dem Meteorologischen Dienst Islands (Direktor: Hlynur Sigtryggsson), hier vor allem Frau Adda Bára Sigfúsdóttir und Herrn Flosi Hrafn Sigurdsson. Die Feldarbeiten wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt.

*Durchmesser.* Außer durch Auf- und Grundriß und durch die Dimensionen ist das Erscheinungsbild der Thufur durch eine eng- oder weitständige Anordnung der einzelnen Erdbülten gekennzeichnet. Engständige Thufur werden durch Vertiefungen voneinander getrennt, die insgesamt als ein netzartiges System von schmalen Gängen erscheinen, so daß dem gesamten Thufur-Feld eine polygonale Grundrißstruktur zugrunde liegt (Abb. 1).

Unterschiede im Erscheinungsbild der Thufur werden auch durch die Vegetationsbedeckung hervorgerufen. Abgesehen von den Erdbülten der Hauswiesen, die meist einen relativ einheitlichen Besatz aus Kulturgräsern tragen, bestehen in den Thufur-Feldern vielfach charakteristische Vegetationsdifferenzierungen zwischen den Erdbülten und den sie trennenden Vertiefungen.

Die *Verbreitung* der Thufur folgt der Verbreitung von Feinmaterialarealen mit geschlossener Vegetationsdecke. Sie reicht vom Meeresspiegelniveau bis in rund 700 m Höhe ü. M., wo sie durch die obere, frostdynamisch bedingte Verbreitungsgrenze von Feinmaterialarealen mit geschlossener Vegetation vorgezeichnet wird. Klimatisch begründete regionale Differenzierungen der Verbreitung und des Erscheinungsbildes der Thufur, etwa solche, die mit der regionalen Variabilität des Frostklimas einhergingen, konnten nicht festgestellt werden. Hingegen treten Differenzierungen, die die unterschiedliche Beschaffenheit, Mächtigkeit und Durchfeuchtung des Feinmaterials nachzeichnen, deutlich hervor, und zwar im Tief- und Hochland gleichermaßen: So sind durch große Formschärfe und Dichtständigkeit der Erdbülten ausgezeichnete Thufur-Felder an das Feinmaterial der Möhella geknüpft. Dabei kommen Thufur-Felder nur dort vor, wo die Mächtigkeit des Substrates 20—30 cm nicht unterschreitet. Vor allem an Plätzen, an denen die Möhella von hochgradig wasserdurchlässigen Substraten unterlagert wird, setzt die Ausbildung von Thufur eine Mindestmächtigkeit des Feinmaterials voraus. Andererseits treten Thufur auch auf solchen Standorten des lößartigen Feinmaterials zurück oder fehlen völlig, die schlechte oder fehlende Drainage aufweisen. Hier findet man häufig den Typ des weitständigen Büldenbodens.

Die *Prozesse der Thufur-Bildung*, die der unmittelbaren Beobachtung gemeinhin nicht zugänglich sind, lassen sich vor allem aus dem sedimentären Aufbau der Erdbülten erschließen, und zwar besonders deutlich in solchem Feinmaterial, das geschichtete vulkano-äolische Ablagerungen beinhaltet. In Thufur-Feldern, deren Substrat derartige Tephra-Bänder enthält, wird regelhaft eine dem Habitus der Erdbülten entsprechende Aufwölbung der Tephra-Straten angetroffen (Abb. 2).

Die frostdynamische Feinmaterialaufwölbung der Thufur bleibt nach Abklingen der saisonalen Bodengefrorenis bestehen. Da in den Erdbülten keine Hohlräume beobachtet wurden, aus denen sich eine solche Volumenzunahme erklären ließe, muß während der Bodenfrostperiode am Platze der Erdbülten eine Zunahme der Feinmaterialmenge erfolgt sein. An Hand der Lageveränderung von frostdynamisch deformierten Tephra-Straten gegenüber ihrer ursprünglichen horizontalen Position im frostdynamisch ungestörten Feinmaterial läßt sich nachweisen, daß die Bildung



Abb. 1: *Thufur*-Feld auf ehemaliger Hauswiese. Mosfellssveit (SW-Island), 60 m ü. M. (13. 7. 1972).



Abb. 2: *Thufur* mit aufgebogenen Substratlagen. Thjófadalir (Zentral-Island), 670 m ü. M. (30. 7. 1972).



*Abb. 3: Aufgeplatzte und zu Barflecken abgetragene Thufur (aufgedrungenes Substrat: Torf; Untergrund: Permafrostboden). Holtamannaafréttur (Zentral-Island), 600 m ü. M. (7. 8. 1975).*

von Erdbülten durch Materialzufuhr aus dem Bereich zwischen den Erdbülten zustande kommt (vgl. E. Schunke 1977). Zwar reicht die frostdynamische Aufwölbung der Tephra-Straten bis in Bodentiefen von 70—80 cm, die intensivste Deformation betrifft jedoch Bodentiefen von bis zu 30—50 cm. Da dies der Tiefenbereich unmittelbar unterhalb der normalen Frosteindringtiefe zu Beginn der saisonalen Boden-gefrieren ist (Abb. 4 u. 5), kann davon ausgegangen werden, daß sich die Substratumlagerung hauptsächlich an der Untergrenze der Bodenfrostdfront abspielt.

Der faltenartige Verlauf der Tephra-Straten unter und in den Erdbülten gibt zu erkennen, daß die vertikale Aufbeulung des Substrates im wesentlichen durch seitlichen kryostatischen Druck bewirkt wird. Über die Wirkung derartiger lateraler kryostatistischer Druckkräfte liegen im übrigen auch experimentelle Untersuchungen vor, die von K. Khakimov (1966) zusammenfassend referiert werden.

Voraussetzung für die aufpressende Wirksamkeit von lateralem kryostatischen Druck auf ungefrorene Substratpartien, die infolge der von der Gefrierfront bewirkten Bodenwassersorption stark durchfeuchtet und plastisch sind, ist ein unterschiedlicher Tiefgang der Gefrierfront. Nach Untersuchungen von T. Gerlach (1972) an Bültböden der Hohen Tatra reicht der Bodenrost zwischen den Erdbülten erheblich tiefer als in den Bülteln selbst. Damit ist die Voraussetzung dafür gegeben, daß der Bereich unter den Erdbülten beim Frosteindringen seitlichem kryostatischen



Druck ausgesetzt ist. Da dieses unterschiedlich tiefe Eindringen der Bodenfrostfront Reliefunterschiede bereits voraussetzt, muß es bei der beginnenden Thufur-Bildung aus einer unreliefierten Bodenoberfläche Vorgänge geben, die solche Reliefunterschiede bewirken.

Für die Klärung dieser Frage sind zunächst zwei Beobachtungen wichtig: 1. Das unterschiedlich tiefe Eindringen des Bodenfrostes erfolgt regelhaft zellenförmig differenziert. 2. Die Thufur-Bildung setzt mit sehr flachen Bodenaufwölbungen ein.

Zum Verständnis des Zustandekommens jener schildförmigen Bodenaufwölbungen als Initialstadium der Thufur-Bildung sei vorausgeschickt, daß sich das Feinmaterial der Mòhella durch eine große Kapillarität auszeichnet. Ganz allgemein ist derartige Feinmaterial zur Ausbildung zellenförmiger Bodenfroststrukturen prädestiniert, wie auch zahlreiche experimentelle Untersuchungen ergaben (vgl. S. Taber 1929, G. Beskow 1935, A. Dücker 1940, A. Pissart 1970). Dieser zellenförmig differenzierte Frostboden übt eine kryostatisch bedingte kapillare Saugwirkung auf das ungefrorene Bodenwasser aus. Im Zusammenhang mit diesen auf die zellenförmigen Bodeneisbildungszentren zulaufenden Bodenwasserbewegungen kann eine subkutane Umlagerung von Feinmaterial zustande kommen. Derartige Feinmaterialverlagerungen im Gefolge von Bodenwasserbewegungen sind von R. Brewer und A. Haldane (1957) auch experimentell nachgewiesen worden. Die Thufur-Bildung wird damit durch die Summation der Wirkung von zahlreichen Frostdurchgängen und der an sie geknüpften subkutanen Feinmaterialumlagerungen eingeleitet, die regelhaft zellenförmig angeordnete Bodenaufwölbungen nach sich ziehen. Diese zunächst geringfügigen Reliefunterschiede bewirken einen unterschiedlichen Tiefgang der Bodenfrostfront, aus dem sich ein lateraler kryostatischer Druck auf noch ungefrorene plastische Substratpartien und damit die vollständige Bütenbildung ergibt.

Eine entscheidende Mitbeteiligung der Beweidung an der Thufur-Bildung, wie sie von S. Müller (1962, 273) und Ch. und H. Ellenberg (1969, 8) hervorgehoben wird, läßt sich u. a. auf Grund der Regelmäßigkeit der Gestalt und des inneren Aufbaus der Thufur, auf Grund des Fehlens von Thufur auf beweideten Vegetationsarealen Islands sowie auf Grund der Existenz von Thufur-Feldern im unbeweideten Ost-Grönland weitgehend ausschließen. Schließlich lassen alle Beobachtungen über die Wirkung von Viehtritt erkennen, daß dieser vornehmlich zu einer Zerstörung der Thufur beiträgt. Zwar scheint nach den angeführten Beobachtungen der Viehtritt keine *essentielle* Voraussetzung für die Thufur-Bildung zu sein, Beweidung und Viehtritt können aber die Thufur-Bildung verstärken und beschleunigen.

Die Thufur-Bildung ist ein aktueller Vorgang. Außer durch unmittelbare Beobachtung läßt sich das rezente Alter von Thufur auch aus der Einbeziehung von rezenten Tephra-Lagen in die Bütenbildung ablesen. Wie weitere eigene Untersuchungen zu diesem Problem zeigen, gibt es vor mehr als 40 Jahren angelegte Hauswiesen, auf denen bislang keine Neubildung von Thufur erfolgt ist, neben solchen, die erneut von einer Thufur-Bildung betroffen wurden. Diese gegensätzlichen Beobachtungen spiegeln die Auswirkungen von unterschiedlichen Milieubedin-

gungen wider. Damit wird die Frage nach den Faktoren der Thufur-Bildung angesprochen, die sich im wesentlichen aus den frostklimatischen und den pedologischen Verhältnissen ergeben.

Das *Bodenfrostregime* als wesentlicher Faktor der Thufur-Bildung ist im Tief- und Hochland unterschiedlich ausgeprägt, wie eine Gegenüberstellung des Bodentemperaturverlaufs von Reykjavík-Sólland (41 m ü. M.) in SW-Island und von Hveravellir (642 m ü. M.) in Zentral-Island dokumentiert (Abb. 4 u. 5). Im Hochland herrscht ein jahreszeitlich geprägtes Bodenfrostregime geschlossener Gefornnis mit wenigen Frostwechseln zu Beginn und Ende der jährlichen Frostperiode bei Eindringtiefen von über 100 cm. Im Tiefland hingegen ist das Bodenfrostregime bei geringer Frosteindringtiefe von 20—30 cm tageszeitlich geprägt. Zudem gibt es hier im Verlauf der winterlichen Frostperiode Phasen, in denen der Boden keine negativen Temperaturen aufweist. Bemerkenswerterweise entspricht diesen unterschiedlichen Bodenfrostverhältnissen kein erkennbarer Wandel in der Ausprägung der Thufur, etwa dergestalt, daß die Thufur des Hochlandes auf Grund der erheblich größeren Frosteindringtiefen größere Dimensionen aufwiesen.

Die Bodenfrostregime im Tief- und Hochland stimmen trotz aller Unterschiede darin überein, daß der Bodenfrost zu Beginn der Frostperiode auf Grund der vorhandenen Wärmekapazität des Bodens relativ langsam in den Boden eindringt und daß die Gefrierfront relativ lange, nämlich rund 1—2 Monate, in Bodentiefen von 20—30 cm verharret. Während sie im Tiefland auf Grund der geringen Kältesummen in dieser Tiefe bleibt, sinkt sie im Hochland bei Anwachsen der Kältesumme im November bis Dezember sehr rasch in größere Tiefen ab. Ganz offensichtlich ist dieses Verharren der Bodenfrostfront und die damit verbundene Wassersorption der entscheidende Grund dafür, daß die Thufur des Hoch- und Tieflandes nennenswerte Unterschiede in Habitus und Dimension kaum aufweisen. Das spätere Absinken der Bodenfrostfront im Hochland scheint für die Thufur-Bildung ohne Auswirkung zu sein.

Die Bedeutung der *pedologischen Faktoren* für die Thufur-Bildung äußert sich in einer engen Abhängigkeit der Thufur-Verbreitung von der Beschaffenheit des Substrates (vgl. S. 27). Korngrößenanalysen von Bodenproben aus vegetationsbedecktem Feinmaterial mit und ohne Thufur-Bildung zeigen, daß sich das von Büldenbildung erfaßte Feinmaterial durch einen erheblich größeren pelitischen Anteil gegenüber dem nicht von Büldenbildung betroffenen Feinmaterial signifikant abhebt (Abb. 6). Zugleich zeichnet sich das von Thufur-Bildung erfaßte Feinmaterial durch einen erheblich größeren durchschnittlichen Humusanteil von 15 % gegenüber dem büldenfreien Substrat mit einem durchschnittlichen Humusanteil von 7 % aus. Dies ist insofern von Bedeutung, als daraus Gefügeunterschiede des Bodens resultieren, die zusammen mit der Körnung den Bodenwasserhaushalt und damit die Boden- eisbildung bestimmen.

Pelitische Beschaffenheit und hoher Humusanteil bewirken eine gute Wassersorptionsfähigkeit und eine große Wasserkapazität der Mòhella und verleihen damit

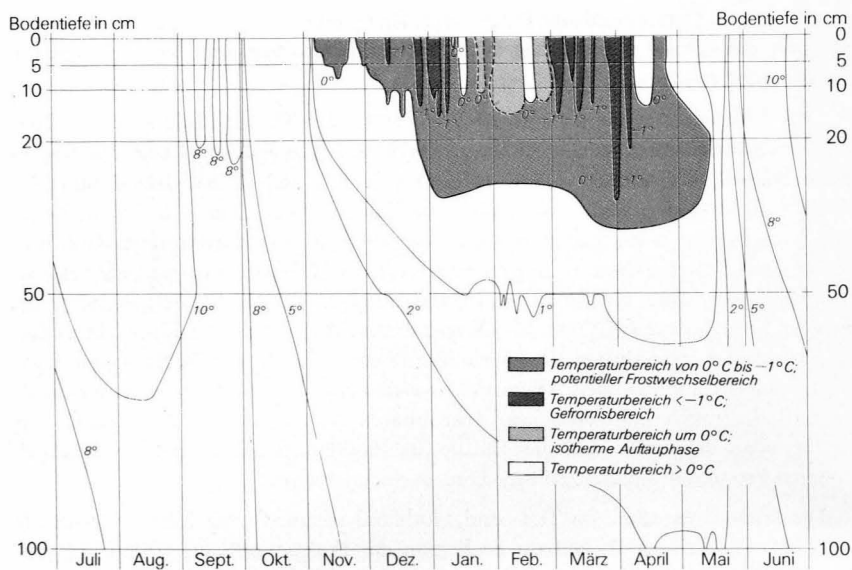


Abb. 4: Verlauf der Bodentemperaturen 1966/67 in Reykjavik-Sólland (41 m ü. M.).

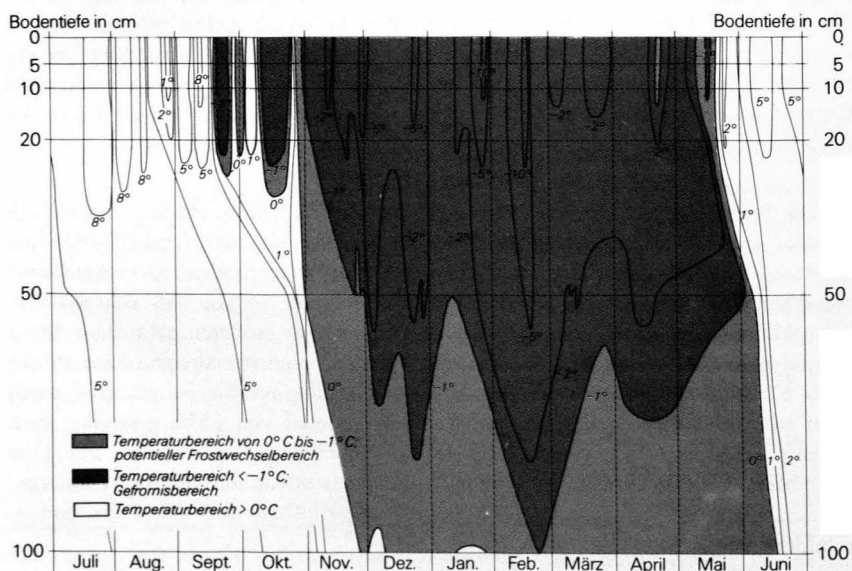


Abb. 5: Verlauf der Bodentemperaturen 1971/72 in Hveravellir (642 m ü. M.).

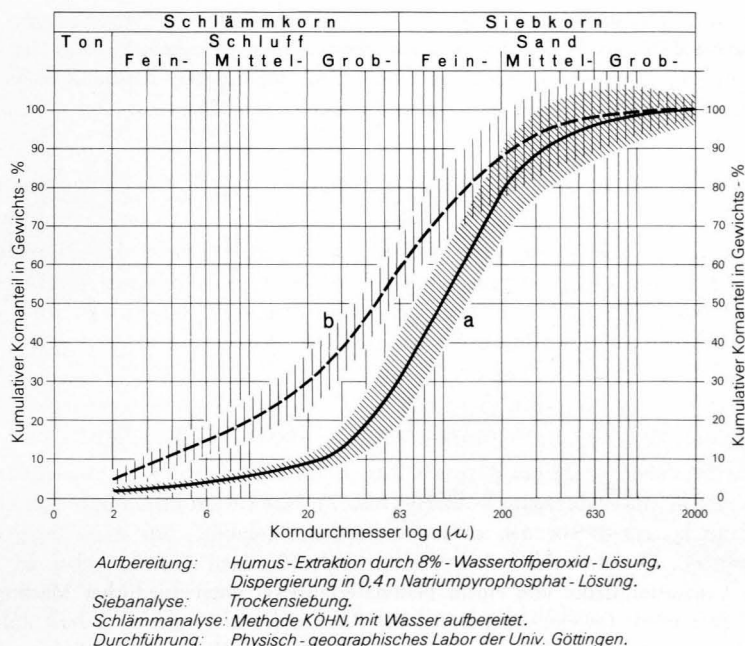


Abb. 6: Mittlere kumulative Korngrößenverteilung (mit Standardabweichung) ausgewählter Bodenproben aus Feinmaterial ohne (a) und mit (b) Thufur-Bildung.

diesem Substrat eine starke Frostempfindlichkeit. So registrierte F. Sigurdsson (1967) in Reykjavik-Sólland während des Winters 1965/66 für humusreiche Mòhella einen maximalen Frosthebungsbeitrag von 29 cm. Die Summe sämtlicher Frosthebungen während eines Winters beläuft sich auf 80 cm.

Da sich an Plätzen mit einem großen Anteil von ungebundenem Bodenwasser, wie er bei hohem Grundwasserstand oder bei Staunässe gegeben ist, eine regelmäßige Ausbildung von zellenförmigen Bodeneisstrukturen nicht einstellt, ist es wahrscheinlich die durch kryostatisch-sorptive Kräfte verursachte Wasseransaugung in schluffigem Substrat, auf der die regelmäßige Ausbildung der Thufur beruht. Diese Bedeutung von Körnung und Gefüge der isländischen Mòhella läßt sich am deutlichsten daran erkennen, daß es in sandigen humusarmen Substraten trotz günstiger frostklimatischer Voraussetzungen nicht zur Ausbildung von Thufur kommt. Hieraus ergibt sich angesichts der Unbeeinflussbarkeit der frostklimatischen Bedingungen die Möglichkeit, die Thufur-Bildung durch Veränderung der Korngrößenzusammensetzung des Substrates, etwa durch Beimengung frosthemmender Sande und Kiese, einzuschränken.

In den Thufur-Feldern zeigen sich vielerorts Zerstörungerscheinungen der Vegetationsdecke (Abb. 3), die teils aus einer starken Frosthebung, teils aus dem Viehtritt des Weideviehs resultieren. Derartige und andere Beschädigungen der Vegetationsdecke bilden den Ansatzpunkt für ein Rasenschälen.

### 3. Das Rasenschälen

Das Rasenschälen ist für die agrarische Landnutzung Islands deshalb relevant, weil es eine Minderung des verfügbaren Vegetationsareals bewirkt. Das Ausmaß dieser Art der Bodenerosion führt nach Berechnungen von S. Fridriksson (1972, 787) dazu, daß dem Land jährlich etwa 20 km<sup>2</sup> Vegetationsgebiet verlorengehen, d. h. rund 0,1 % des gesamten Vegetationsareals. Diese starke Bodenerosion stellt eines der bedeutendsten aktuellen Umweltprobleme Islands dar und war wiederholt Gegenstand von Untersuchungen (vgl. zuletzt C. Troll 1973, H. Preusser 1974).

Das *Erscheinungsbild* des Rasenschälens ist durch Rasenkliffs gekennzeichnet, an denen sich die Bodenabtragung vollzieht (Abb. 7). Namentlich im zentral-isländischen Hochland kommt es vor den zurückweichenden Rasenkliffs zur Ausbildung eines Steinpanzers. Die Rasenkliffs haben einen stufenförmigen Aufriß, wobei die hangende Vegetationsdecke von einem Feinmaterialsockel unterschiedlicher Mächtigkeit unterlagert wird. Im einzelnen treten die Rasenkliffs in zweierlei Gestalt auf: als hangförmige oder als kehlförmige Stufen. Der Grundriß der Rasenkliffs verläuft teils relativ geschlossen und geradlinig, teils unter Auflösung in einzelne isolierte „Rasenhorste“ stark zerlappt. Einen besonderen Formtyp des Rasenkliffs stellen die winderodierten Vegetationspolster mit sichelförmigem Grundriß dar. Derartiger „Windsichelrasen“ findet sich vor allem in den windexponierten Höhenlagen.

Die Höhe der Rasenkliffs beträgt normalerweise 30–250 cm; es gibt aber auch Rasenkliffs von 6 m Höhe.

Die Rasenkliffs bestehen vorwiegend aus äolischem Feinmaterial, das von einer schützenden Vegetationsdecke überzogen wird; Grobmaterial fehlt weitgehend. Es handelt sich in der Regel um solches lößartiges Feinmaterial, das auch die Thufur aufbaut. Darin eingeschaltete Tephra-Straten bekannten Alters ermöglichen nicht nur eine Datierung der Feinmaterialakkumulation, sondern auch eine Quantifizierung der Akkumulationsraten.

Wie die *Verbreitung* der Rasenkliffs zeigt, sind von der Bodenerosion weiteste von Feinmaterial eingenommene Areale des Hoch- und Tieflandes betroffen, sofern es sich nicht um Bereiche mit hohem Grundwasserstand oder mit Staunässe handelt. Die Obergrenze der Verbreitung von markanten Rasenkliffs liegt bei 600–650 m ü. M. Darüber werden nur noch sehr niedrige Rasenkliffs angetroffen, meist in der Gestalt von Windsichelrasen. Besonders häufig treten Rasenkliffs über hochgradig wasserdurchlässigem Untergrund aus hyaloklastitischem Festgestein der Palagonit-Formation oder aus moränischem und glazifluvialen Detritus auf; über undurch-



*Abb. 7: Rasenschälen mit bis zu 2,5 m hohen Rasenkliffs. Biskupstungaafréttur (S-Island), 320 m ü. M. (1. 9. 1975).*



*Abb. 8: Rasenkliff mit Spülrusen. Rangarvellir (S-Island), 100 m ü. M. (17. 7. 1972).*

lässigem Basalt hingegen finden sich die Erscheinungen des Rasenschälens weniger häufig.

Hinsichtlich der *Prozesse des Rasenschälens* ergibt sich bereits aus dem bevorzugten Auftreten von Rasenklyffs über durchlässigem Untergrund, daß das leicht austrocknende Feinmaterial vor allem der Deflation gute Ansatzpunkte bietet. Die maßgebliche Mitwirkung der Deflation wird außer durch unmittelbare Beobachtung durch die kehlförmige Unterminierung der Vegetationsdecke des Rasenklyffs belegt (Abb. 7). Zwar gilt die Deflation als das wichtigste Agens des Rasenschälens, das Auftreten von Spülrinnen im Feinmaterialsockel hangförmiger Rasenklyffs gibt aber zu erkennen, daß auch die aquatische Abtragung an der Prägung der Rasenklyffs beteiligt ist (Abb. 8). Die Zurückverlegung der Rasenklyffs erfolgt durch eine Unterminierung der Vegetationsdecke und das dadurch ausgelöste Nachbrechen von Schollen der Vegetationsdecke (Abb. 7).

Außer den deflatorischen und aquatischen Abtragungsprozessen tragen frostdynamische Vorgänge maßgeblich zum Rasenschälen bei. Zum einen führt die Bodenfrostdynamik im Feinmaterial zu einer starken Beanspruchung der Vegetationsdecke (vgl. S. 33), die deren Aufplatzen bewirken kann und damit den Zugriff der oben genannten Abtragungsvorgänge ermöglicht (Abb. 9). Ein Aufplatzen der Vegetationsdecke ereignet sich vor allem bei sehr raschem und tiefem Eindringen des Frostes in den Boden. Besonders gefährdet ist die Vegetationsdecke über frostempfindlichen Substraten (Abb. 3).

Außer am Aufplatzen der schützenden Vegetationsdecke ist die Frostwirkung in Form der Nadeleisbildung vorbereitend an der Intensivierung der Bodenerosion beteiligt. Das Emporwachsen der normalerweise 2—5 cm hohen Eisnadeln bewirkt erstens eine Heraushebung der oberflächlichen Substratpartien und damit deren Auflockerung und kann zweitens auch eine Herauslösung der Vegetation aus dem Substrat und damit ihr Absterben nach sich ziehen (Abb. 10). Der zuletzt genannte Effekt führt namentlich an den Rändern von Barflecken sowie an den Rasenklyffs zu einer Unterminierung der Vegetation und damit zu einer Erweiterung von der Abtragung ausgesetzten nackten Substratflächen. Die durch das Zusammenwirken von Bodenfrostdynamik und Nadeleisbildung angelegten Barflächen ermöglichen dem Frost ein rascheres und tieferes Eindringen in den Boden als unter Vegetationsbedeckung. Die sich daraus ergebende stärkere Frosthebung führt am Rande der Barflecken zu einer starken Beanspruchung der Vegetation sowie zu einer stärkeren Exposition des nackten Substrates gegenüber der Abtragung. Durch dieses Zusammenwirken von Bodenfrostdynamik und Nadeleisbildung weiten sich die inmitten einer geschlossenen Vegetationsdecke angelegten Barflecken randlich aus (Abb. 9). Die starke frostdynamische Beanspruchung des nackten Bodens verhindert das Aufkommen von neuem Bewuchs; nur speziell angepasste Pflanzenassoziationen vermögen sich zu halten (vgl. W. Lötschert 1974).

An der Zerstörung der Vegetationsdecke als Voraussetzung für die Wirksamkeit deflatorischer und aquatischer Abtragungsprozesse sind außer den dargelegten frost-





*Abb. 9: Barfleck mit aufgebogenen Rasenkanten in Tundravegetation.  
Oddkelsver (Zentral-Island), 600 m ü. M. (15. 8. 1975).*



*Abb. 10: Nadeleis (6 cm hoch) mit emporgehobenem Substrat. Laugafell (Zentral-Island),  
650 m ü. M. (12. 9. 1975).*



dynamischen Vorgängen auch aquatisch-erosive Prozesse sowie vor allem der Viehtritt des Weideviehs maßgeblich beteiligt. Da zoogene und kryogene Vegetationszerstörung in gleicher Weise als Barflecken in Erscheinung treten und zudem auch zusammenwirken, sind sie in ihren Auswirkungen kaum auseinanderzuhalten.

Die Faktoren, die das Rasenschälen steuern, sind nach dem Gesagten klimatischer, edaphischer und zoogener Natur.

Unter den *klimatischen Faktoren* haben das Frost- und das Windregime die größte Bedeutung. Das hochozeanische Bodenfrostregime Islands bewirkt die dargelegte starke Bodenfrostdynamik und die häufige Nadeleisbildung als eine wesentliche Voraussetzung des Rasenschälens.

Die Windwirkung resultiert aus den großen Windstärken auf Island. Die großen Deflationswirkungen im isländischen Hochland ergeben sich aus der höhenwärtigen Zunahme der durchschnittlichen jährlichen Windgeschwindigkeiten von 3—6 m/sec im Tiefland auf 6—9 m/sec im Hochland. Eine starke Deflationswirkung geht vor allem von kurzfristigen Böen und Turbulenzen aus. Mangels genauerer Angaben zur Charakterisierung der Böigkeit sollen die Jahressummen jener Tage, an denen der Wind mindestens Windstärke 9 erreicht, herangezogen werden: Im Hochland gibt es rund dreimal so viele Tage mit Windstärke 9 und mehr (93 Tage) als im Tiefland (33 Tage). Die höhenwärtige Zunahme der äolischen Abtragung wird ferner dadurch begünstigt, daß höhenwärts die substrataufbereitende Wirkung des Bodenfrostes zunimmt. Daß die reichlichen Niederschläge Islands die Wirksamkeit der Deflation kaum beeinträchtigen, findet seine Begründung in den edaphischen Besonderheiten.

Die *edaphischen Bedingungen* Islands begünstigen die Deflation: Zum einen besitzt das Feinmaterial auf Grund seines geringen Gehaltes an Ton und Humus nur eine geringe Bindigkeit — vielfach dominiert sogar Einzelkorngefüge (vgl. B. Helgason 1963) —, so daß es vom Wind leicht erfaßt werden kann. Zum anderen führt die große Permeabilität der unterlagernden hyaloklastitischen Festgesteine und moränischen, glazifluvialen und vulkano-äolischen Lockersubstrate (vgl. hierzu H. Tómasson und S. Thorgrímsson 1972, S. Thorgrímsson 1973) zu einer raschen Austrocknung des Feinmaterials. Zudem wird das Rasenschälen durch die Frostempfindlichkeit des lößartigen Feinmaterials der Móhella begünstigt.

Das Rasenschälen hat seine Ursachen aber nur zum Teil in den natürlichen Milieubedingungen. Nach Untersuchungen von S. Thórarinnsson (1962), G. Sigbjarnarson (1969) und G. Gudbergsson (1975) setzte die deflatorische Bodenerosion unmittelbar nach der Besiedlung Islands, etwa ab 1100 n. Chr., fast sprunghaft in verstärktem Umfang ein und ist seither etwa vier- bis fünfmal, stellenweise sieben- bis zehnmal intensiver als vor der Besiedlung. Diese beträchtliche Steigerung der Erosionsrate wird gemeinhin anthropogener Einflußnahme, nämlich der Beweidung, zugeschrieben. Ob diese sprunghafte Zunahme der Deflationswirkung seit der Besiedlung *ausschließlich* auf die menschliche Wirtschaftsweise zurückgeführt werden darf, erscheint fraglich: So hat sich beispielsweise ein ins 17. bis 19. Jahrhundert

fallender starker Bevölkerungsrückgang (vgl. hierzu S. Thórarinnsson 1961) und die damit nachweislich verbundene rückläufige Beweidungsdichte nicht in einer Verringerung der Deflationsrate bemerkbar gemacht. Des weiteren muß berücksichtigt werden, daß die Zunahme der Deflationswirkung außer mit der Besiedlung Islands auch mit Phasen starker vulkanischer Tephraproduktion und vermehrter Kälte zusammenfällt. Insbesondere um 1100 und um 1700 einsetzende markante Verstärkungen der Deflation (vgl. G. Sigbjarnarson 1969) fallen mit säkularen Perioden verschärften Frostregimes zusammen (vgl. hierzu L. Koch 1945 und P. Bergthórsson 1967). Die Bedeutung einer Verschärfung des Frostregimes für das Rasenschälens geht aus dem oben Gesagten hervor. Im übrigen lassen floristische Untersuchungen erkennen, daß Teile der isländischen Flora nicht den gegenwärtigen Klimabedingungen, sondern denen der postglazialen Wärmezeit des Subboreals entsprechen (vgl. H. Hallgrímsson 1970). Daher muß in Rechnung gestellt werden, daß diese Vegetation gegenüber einer Verschärfung des Frostregimes besonders anfällig ist.

Nach dem Gesagten geht man wohl nicht fehl, wenn man mit G. Sigbjarnarsson (1969) als Ursache für die verstärkte Wirksamkeit der Winderosion im Subatlantikum das Zusammenwirken der genannten verschiedenen Faktoren ansieht.

Zur Verminderung der Folgen des Rasenschälens verspricht zunächst eine drastische Rücknahme der Beweidungsdichte im Hochland Erfolg. Diese ist zwar seit 1965 gesetzlich geregelt, aber bislang kaum praktiziert worden. Angesichts der Selbstverstärkung eines einmal eingeleiteten Rasenschälens darf bezweifelt werden, ob eine Rücknahme der Beweidungsdichte allein ausreicht. Vielmehr muß auch eine Rekultivierung der deflatorisch geschädigten Flächen erfolgen. Im Hinblick auf diese bislang mit unterschiedlichem Erfolg betriebene Wiederbegrünung erbrachten Untersuchungen von L. Steubing und U. Kneiding (1975), daß bestimmte chemische Bodenverbesserungs- und Klebemittel geeignet sind, die Deflationswirkung herabzusetzen.

Im zentral-isländischen Hochland betrifft der Vorgang des Rasenschälens häufig auch Permafrostgebiete und beeinflusst damit das Verhalten des Permafrostbodens.

#### 4. Die Permafrostbodenaggradation und -degradation

Der Permafrostboden ist für die Landnutzung deshalb von Bedeutung, weil sein Verhalten den Zustand der Weidegebiete des Hochlandes beeinflussen kann: Zum einen ermöglicht die wasserstauende Wirkung des Permafrostbodens das Aufkommen bzw. die Erhaltung geschlossenen Pflanzenwuchses. Zum anderen leistet ein Zerfall von Permafrostboden der Vegetations- und Bodenzerstörung Vorschub.

Der Permafrostboden Islands bleibt im wesentlichen auf das zentrale Hochland begrenzt, und zwar auf die von geschlossener Vegetation bedeckten Feinmaterialareale. Der Verbreitung nach handelt es sich um diskontinuierlichen (sporadischen) Permafrostboden. Seine Mächtigkeit reicht von wenigen Dezimetern bis zu 6 m. Die sommerliche Aufbau tiefe beträgt 40–80 cm. Der Substrataufbau ist durch

Wechselagerung von minerogenem und organogenem Lockermaterial mit dazwischengeschalteten Tephra-Schichten gekennzeichnet. Die Gefrornis tritt als Zement-, Segregations- und Massiveis in Erscheinung.

Nach der Anordnung der verschiedenen Substrate lassen sich zwei Strukturtypen des Permafrostbodens unterscheiden: 1. Permafrost mit horizontaler Substratlagerung und 2. Permafrostboden mit beulenförmig aufgewölbten Substratlagen.

Im ersten Fall hat sich die Permafrostbildung vorwiegend ohne differenzierte Volumenvermehrung vollzogen. Dem zweiten Fall liegt eine lokal differenzierte Eissegregation zugrunde, die zu einer Aufwölbung der von ihr betroffenen Substratlagen führte. Diese ursprünglichen Permafrostbeulen, die denen entsprechen, die sich auch gegenwärtig noch bilden, wurden später von vulkano-äolischen Sedimenten verhüllt und waren danach Ausgangspunkte für die Ausbildung eines flächenhaft geschlossenen Permafrostbodens.

Nach radiometrischen Datierungen von im Permafrostboden enthaltenen Torfen, die für diese Alter zwischen 7615 ( $\pm 95$ ) und 4120 ( $\pm 90$ ) Jahren ergaben<sup>2)</sup>, hat der Permafrostboden Islands postglaziales Alter: Er kann sich frühestens im Boreal gebildet haben. Da im Permafrostboden verschiedentlich Hekla-Tephra von 1104 n. Chr. eingefroren ist, muß auch nach deren Ablagerung noch Permafrostbildung stattgefunden haben. Diese dürfte in die Kälteperiode des 17. bis 19. Jahrhunderts zu datieren sein. Neben dem fossilen und subrezentem Permafrostboden gibt es aktuelle Permafrostbodenbildung.

Das gegenwärtige Verhalten des isländischen Permafrostbodens läßt sich aus den Degradations- und Aggradationserscheinungen erschließen.

Die *Degradation* macht sich durch die Ausbildung von Formen des Kryokarstes bemerkbar. Die Auflösung des Permafrostbodens wird dabei entweder durch fluviale Erosion oder durch Deflation initiiert (Abb. 11). Für die Degradation des zentral-isländischen Permafrostbodens ist das Zusammenwirken von frostdynamischen Vorgängen in der Auftauzone mit der Deflation von entscheidender Bedeutung: Durch die Bodenfrostdynamik wird die Vegetation beschädigt (Abb. 3), so daß hier die Gelideflation in der oben dargelegten Weise das Lockersubstrat der Auftauschicht anzugreifen vermag. So stellen die Plateauflächen vieler Permafrostbodenkörper Deflationskappungsflächen dar (Abb. 11).

Die Bildung von geschlossenen Hohlformen (Kryokarstkaven) durch Degradation von Permafrostboden setzt bevorzugt in beulenförmig strukturiertem Permafrostboden ein. Hier hat nämlich ein Auftauen der Bodengefrornis wegen des großen Eisanteiles am Permafrostboden einen besonders großen Volumenverlust und damit die Bildung von Hohlformen mit Wasserfüllung zur Folge. Bei fortschreitender Eintiefung und lateraler Erweiterung dieser Hohlformen durch Thermoerosion bleiben

<sup>2)</sup> Die <sup>14</sup>C-Datierungen wurden dankenswerterweise vom Isotopen-Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (Leitung: Prof. Dr. M. A. Geyh) durchgeführt.



*Abb. 11: Permafrostbodendegradation mit Kryokarstkuppen und -kaven. Hnausaver (Zentral-Island), 600 m ü. M. (25. 8. 1976).*



*Abb. 12: Rezente Palsas (Höhe: 100—130 cm). Soleyjarhöfdavád (Zentral-Island), 590 m ü. M. (16. 8. 1975).*

Permafrostbodenrelikte als Kryokarstkuppen erhalten. Deren Dimensionen betragen 2—3 m in der Höhe und bis zu 30—50 m im Durchmesser. Unter den Kryokarstkuppen gibt es verschiedene Formtypen (vgl. hierzu E. Schunke 1973). Durch die Abfolge von Hohl- und Vollformen des Kryokarstes wird aus dem ursprünglich geschlossenen Permafrostbodenareal mit ebener Oberfläche ein unregelmäßig kuppi-ges Degradationsrelief (Abb. 11).

Die *Aggradation* von Permafrostboden in Zentral-Island vollzieht sich gegenwärtig teils punkthaft, teils flächenhaft. Im ersten Fall macht sie sich durch die lokal begrenzte vertikale Ausdehnung des Permafrostbodens an der Erdoberfläche formenbildend bemerkbar; im zweiten Fall kommt es nicht zu einer Formenbildung. Die oberflächlich nicht sichtbare Aggradation von Permafrostboden vollzieht sich meist in gut drainierten schluffig-sandigen Substraten unter Bildung von Zementeis. In Sumpfgebieten hingegen bewirkt die Aggradation von Permafrostboden punkthaft die Bildung von markanten Permafrostbodenkörpern aus Segregations- und Massiveis in Gestalt der Palsas (Abb. 12).

Konstituierende Merkmale der Palsas als typischer Erscheinungsform der Permafrostbodenaggradation sind die im Sommer frostfreie torfige Palsahülle und der perennierend gefrorene Palsakern. Im Permafrostkern der Palsas dominieren Segregations- und Massiveis. Die Palsas werden bis zu 1,5 m hoch und haben eine horizontale Ausdehnung von bis zu 10 m. Sie treten in verschiedenen Formtypen auf: als buckel-, plateau-, schild- und wallförmige Palsas.

Das aktuelle Alter dieser punkthaften Permafrostbodenbildung ergibt sich zunächst aus unmittelbarer Beobachtung an solchen Plätzen, an denen die Palsas seit den 20—50er Jahren dieses Jahrhunderts verschwunden waren (vgl. hierzu S. Steindörsson 1967, J. Friedman et al. 1971, B. Bergmann 1973). Zudem wird das rezente Alter vieler Palsas durch den Umstand belegt, daß die nach der Bildung der Permafrostbodenkörper dauernd über den Grundwasserspiegel emporgehobene Torfhülle der Palsas bislang noch keine den neuen Standortbedingungen entsprechende xerophile Vegetation aufweist (Abb. 12). Auf eine rasche Bildung dieser Permafrostbodenkörper weisen im Massiveis enthaltene stabförmige Lufteinschlüsse von bis zu 10—13 cm Länge hin, die nach P. Shumski (1957, 107) als Indikatoren für ein rasches Wachstum des Eises gelten. Über die Datierung von solchen Palsas, deren rezentes Alter auf den genannten Wegen nicht belegbar ist, geben Bestimmungen des Tritium-Gehaltes des Palsa-Eises Auskunft, die eine Unterscheidung von vor und nach 1953 gebildeten Bodeneiskörpern zulassen. Solche Datierungen wurden für insgesamt 25 verschiedene Palsa-Lokalitäten Zentral-Islands durchgeführt<sup>3)</sup>.

Für eine quantitative Beurteilung der rezenten Permafrostbodenaggradation stellt die Unterscheidung von Kryokarstkuppen als Ergebnis einer Auflösung des Perma-

<sup>3)</sup> Die <sup>3</sup>H-Datierungen wurden dankenswerterweise vom Isotopen-Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (Leitung: Prof. Dr. M. A. Geyh) vorgenommen.

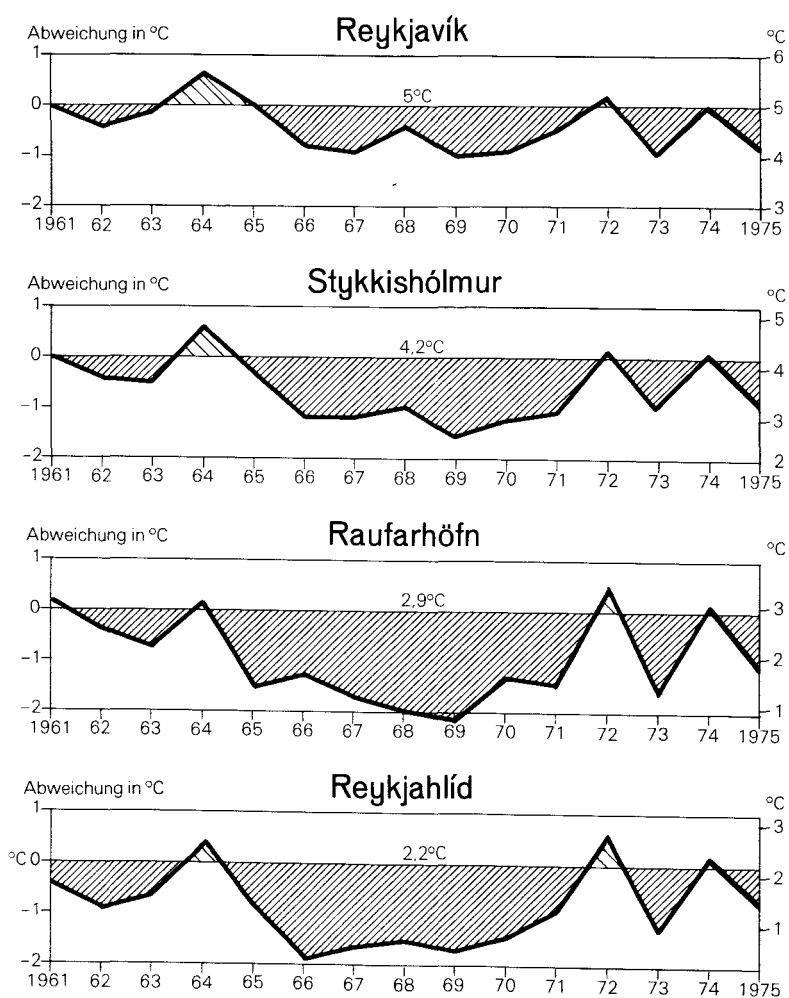
frostbodens und der Palsas als Folge des Aufbaus von Permafrostboden ein besonderes Problem dar. Da es sich dem Habitus nach meist um Konvergenzformen handelt, können die Formen unterschiedlicher Genese nur an Hand ihres andersartigen inneren Aufbaus unterschieden werden: Im Permafrostbodenkern der Palsas dominieren Segregations- und Massiveis, in den Kryokarstkuppen Zement- und Segregationeis. In den Palsas nehmen die Substrate einen aufgebogenen Verlauf, in den Kryokarstkuppen sind sie zumeist horizontal angeordnet. Anders als die Kryokarstkuppen haben die Palsas in der Regel eine Torfhülle. Besonders deutlich unterscheiden sich die rezenten Palsas von den Kryokarstkuppen durch den Pollenbestand ihrer Oberflächen: Der Pollenbestand an der Oberfläche der Kryokarstkuppen zeigt neben einem hohen Anteil an NBP (Cyperaceen, Gramineen, Caryophyllaceen) von 50—55 % einen etwa gleichgroßen Anteil an BP (Salix, Betula, Ericaceen). In der torfigen Palsahülle hingegen dominieren die NBP (85—90 %) gegenüber den BP (10—15 %). Dabei entspricht der Pollenbestand der Torfhülle von rezenten Palsas qualitativ und quantitativ dem der umgebenden Sumpffläche, aus der die Torfhülle durch Aufwölbung bei der Permafrostbodenbildung hervorgegangen ist. Zudem wurden die genannten Tritium-Bestimmungen zur Unterscheidung von Kryokarstkuppen und rezenten Palsas herangezogen.

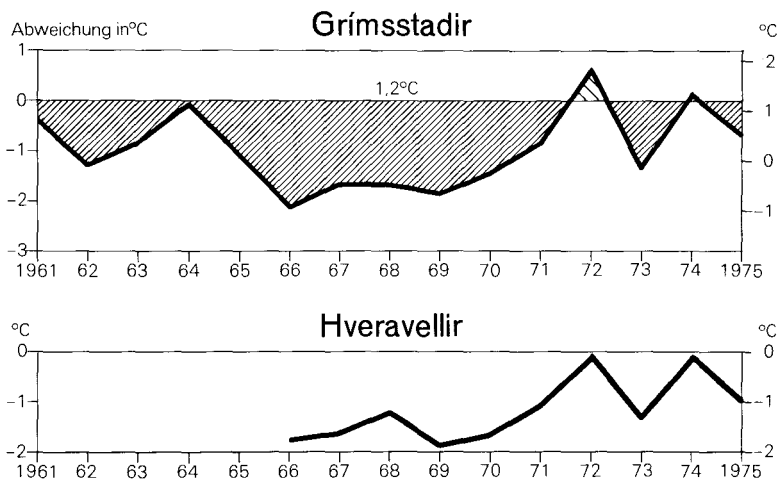
Wie das gemeinsame Auftreten von aktuellen Degradations- und Aggradationsformen dokumentiert, ist für das rezente Verhalten des Permafrostbodens in Zentral-Island der gleichzeitige Ablauf von Degradation und Aggradation kennzeichnend. Soweit die Beobachtungen reichen, überwiegt dabei die rezente Aggradation von Permafrostboden. Die Intensität der rezenten Permafrostbildung geht aus der bis zu 130 cm reichenden Höhe sowie vor allem aus der großen Zahl neugebildeter Palsas hervor: Insgesamt wurden an etwa 30 verschiedenen Lokalitäten mehr als 1200 rezente Palsas registriert.

Unter den *Faktoren*, die das Verhalten des Permafrostbodens bestimmen, sind die klimatischen die wichtigsten. Die genauere Charakterisierung des Klimas im zentral-isländischen Hochland kann sich der Daten der seit 1966 arbeitenden Station Hveravellir (642 m ü. M.) zwischen Lang- und Hofsjökull bedienen. Da sich in 10—20 km Entfernung von der Station mehrere aggradierende Permafrostboden-vorkommen befinden, repräsentieren die frostklimatischen Daten dieser Station unmittelbar die makroklimatischen Bedingungen der gegenwärtigen Permafrostbodenaggradation.

In Hveravellir werden im Jahresmittel (1966—1975) 238 Frosttage, darunter 126 Eistage registriert. Die durchschnittliche jährliche Kältesumme beträgt  $-1165^{\circ}\text{C}$ , die durchschnittliche jährliche Wärmesumme  $760^{\circ}\text{C}$ . Mit diesem Kälteüberschuß ist eine wichtige allgemeine Voraussetzung für die Permafrostbodenaggradation gegeben. Die Station hat von November bis Mai eine geschlossene Schneebedeckung des Bodens von maximal 140 cm Höhe. Infolge der großen Windstärken bestehen jedoch beträchtliche Unterschiede der Schneemächtigkeit auf engem Raum. Diese führen bekanntlich zu einer unterschiedlichen Eindringtiefe und -intensität des Bodenfrostes, woraus eine lokal differenzierte Permafrostbodenaggradation resultieren kann.

Angesichts der großen Kältesumme und der zahlreichen Indizien für eine rezente Aggradation von Permafrostboden scheint eine klimatische Interpretation der gegenwärtigen Degradation von Permafrostboden in Zentral-Island zunächst Schwierigkeiten zu bereiten. Der Zerfall von Permafrostboden muß erstens als Nachwirkung von vorausgegangenen wärmeren Klimaphasen angesehen werden. Hinzu kommt zweitens, daß die seitdem eingetretene Verschärfung des Frostregimes zu einer Intensivierung der Frostdynamik im Auftauhorizont des Permafrostbodens führt. Durch die daraus resultierende Beschädigung der Vegetationsdecke und oberflächliche Sub-





*Abb. 13: Jahresmitteltemperaturen 1961—1975  
und ihre Abweichungen vom Normalwert für ausgewählte Stationen Islands.*

stratauflockerung erhalten Luft und Wasser leichter Zutritt zum Permafrostboden und es kommt zu Degradationserscheinungen.

Der Zerfall der Permafrostbodenareale Zentral-Islands hat noch andere als klimatische Ursachen. Mit der überall an Kryokarstkuppen zu beobachtenden Deflationswirkung ist der Hinweis darauf gegeben, daß der Zerfall von Permafrostboden zu einem großen Teil durch Windwirkung initiiert wird. Diese wird durch die edaphisch bedingte Trockenheit des Auftauhorizontes begünstigt, die aus der geringen Bindigkeit der am Aufbau des isländischen Permafrostbodens beteiligten vulkano-äolischen Sedimente herrührt. Die Bedeutung der Substratbeschaffenheit für das rezente Verhalten des Permafrostbodens kommt schließlich auch darin zum Ausdruck, daß nahezu alle aggradierenden Permafrostbodenvorkommen an das Vorhandensein einer thermisch-isolierenden Torfdecke sowie an schluffige oder torfige Substrate mit einer großen Kapazität für ungebundenes Bodenwasser geknüpft sind. In den hochgradig wasserdurchlässigen Sedimenten ohne Vegetationsbedeckung hingegen tritt Permafrostboden kaum auf.

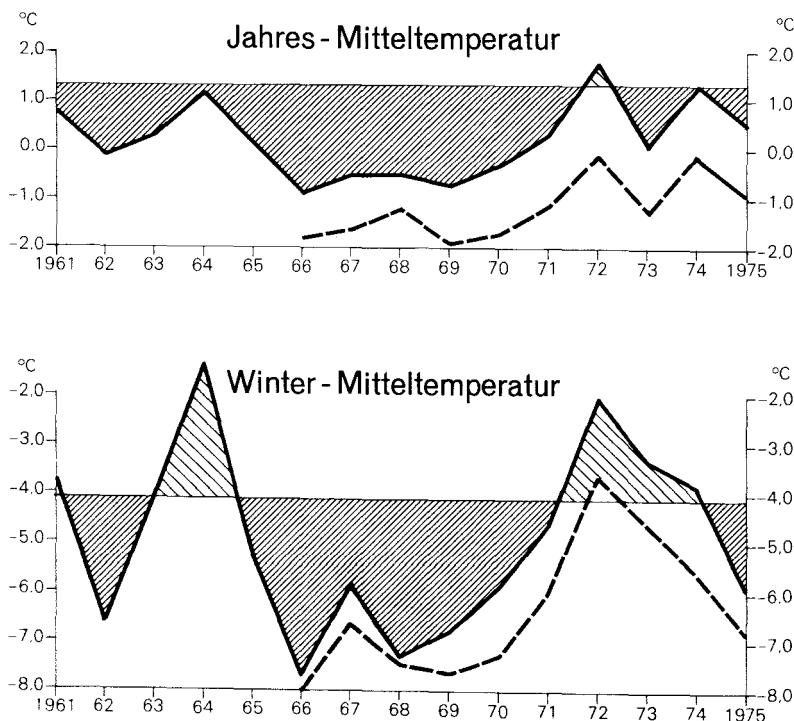
Die gegenwärtig deutlich intensivierte Neubildung von Permafrostbodenkörpern deutet auf eine Verschärfung des Frostregimes in Zentral-Island hin, für die es mit der aktuellen Reaktivierung subrezenter oder fossiler Frostspalten weitere kryopedologische Indizien gibt. Da außer dem Verhalten des Permafrostbodens auch die anderen hier betrachteten Frostbodenformen vom Frostregime abhängen, hat dessen Verschärfung auch für sie verstärkende Auswirkungen.



## 5. Zur aktuellen Verschärfung des Frostregimes

Um die aktuelle Verschärfung des Frostregimes, die sich geomorphologisch-kryopedologisch am deutlichsten im zentral-isländischen Hochland bemerkbar macht, quantitativ zu erfassen, kann die kurzfristige Meßreihe von Hveravellir nicht herangezogen werden. Da aber sämtliche langfristigen Temperaturreihen der Stationen Islands die Tendenz einer gegenwärtigen Temperaturdepression erkennen lassen (Abb. 13), muß auch für das zentral-isländische Hochland von einer entsprechenden rezenten Temperaturerniedrigung ausgegangen werden.

So weist die im Nordostrand des zentral-isländischen Hochlandes gelegene Höhenstation Grímsstadir (384 m ü. M.), die der Station Hveravellir am ehesten vergleichbar ist, während der Periode 1961—1975 eine durchschnittliche Erniedrigung der Jahresmitteltemperatur um  $1,1^{\circ}\text{C}$ , der Sommermitteltemperatur (Juni bis September) um  $1,4^{\circ}\text{C}$  und der Wintermitteltemperatur (Dezember bis März) um  $0,8^{\circ}\text{C}$  sowie eine durchschnittliche Erhöhung der jährlichen Kältesumme um  $-188^{\circ}\text{C}$  gegenüber der Normalperiode (1931—1960) auf (Abb. 14). Bemerkenswert ist die große Temperaturerniedrigung im Vorwinter (Oktober bis November)



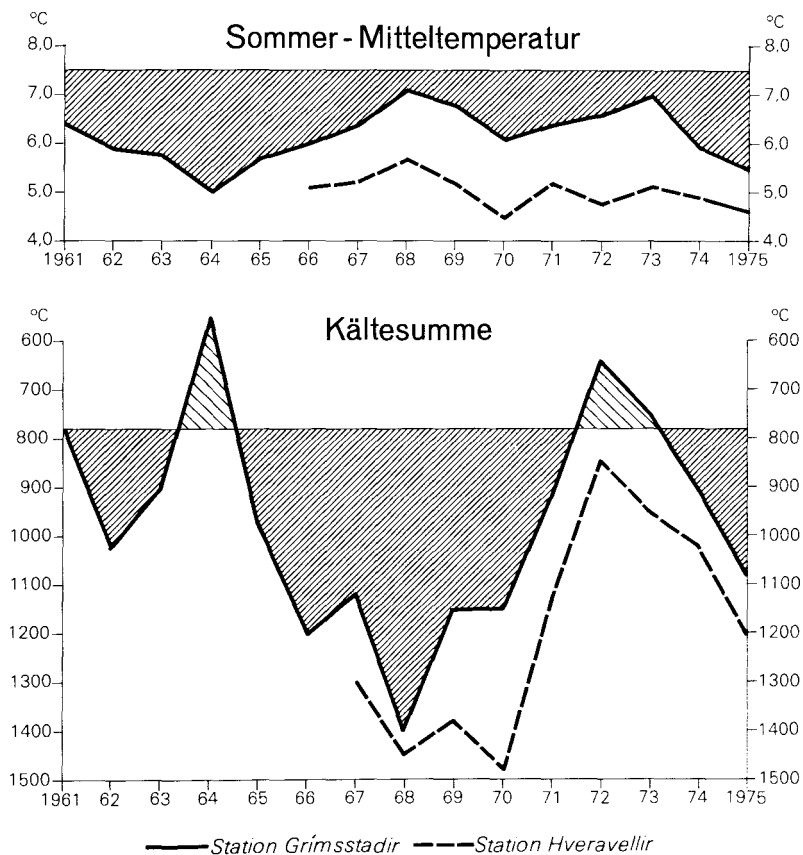


Abb. 14: Jahres-, Sommer- und Wintermitteltemperaturen sowie Kältesummen 1961—1975 in Grímsstadir (384 m ü. M.) und Hveravellir (642 m ü. M.), mit Abweichung vom Normalwert.

um  $1,7^{\circ}\text{C}$ . Die Kältesumme des Vorwinters der genannten Vergleichszeiträume erhöht sich von  $-126^{\circ}\text{C}$  (1931—1960) auf  $-184^{\circ}\text{C}$  (1961—1975). Da im Vorwinter dem Boden Zentral-Islands eine geschlossene thermisch-isolierende Schneedecke größerer Mächtigkeit häufig noch fehlt, kann sich diese Verschärfung des vorwinterlichen Frostregimes auf die Bodenfrostdynamik besonders deutlich im Sinne einer Intensivierung auswirken.

Die aktuelle Verschärfung des Frostregimes betrifft vor allem die Periode 1965 bis 1975: In Grímsstadir beträgt die mittlere jährliche Kältesumme für diese Periode  $-1010^{\circ}\text{C}$  und hat sich damit gegenüber der besonders warmen Periode 1924—1934 mit einer jährlichen Kältesumme von  $-754^{\circ}\text{C}$  deutlich erhöht (Abb. 15). Hinsicht-

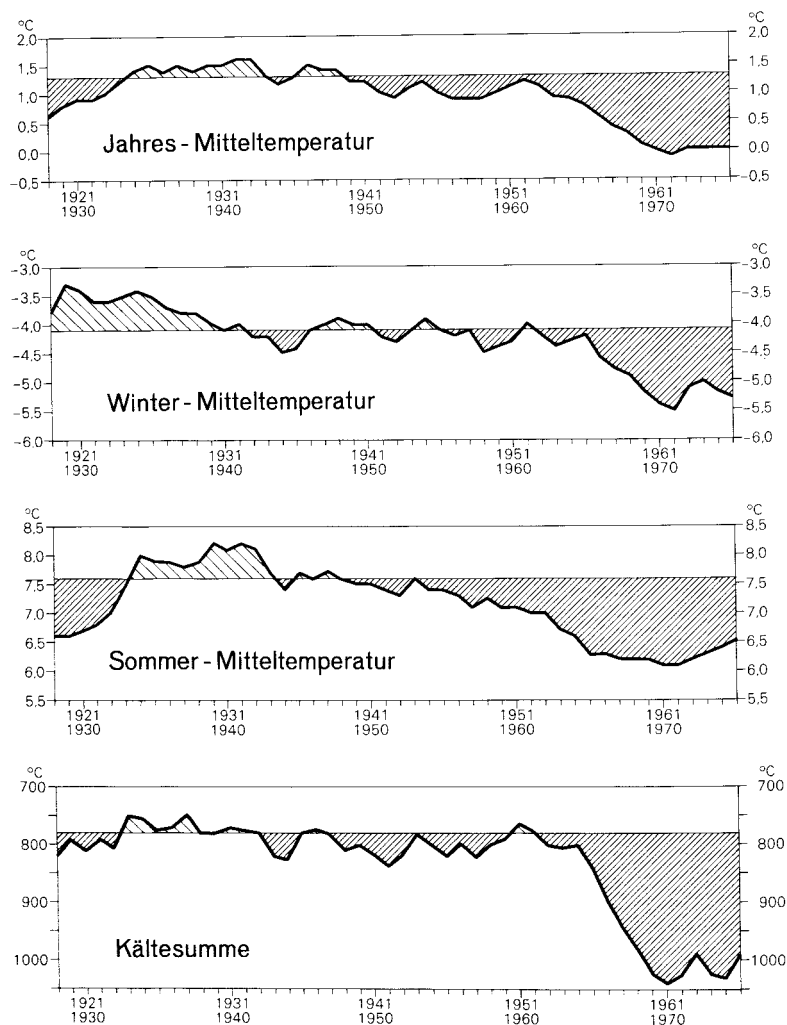


Abb. 15: Trend der Jahres-, Sommer- und Wintermitteltemperatur sowie der Kältesumme in Grimsstadir (384 m ü. M.) für die Periode 1918—1975 (zehnjährig übergreifende Mittel), mit Abweichung vom Normalwert.

lich der Anzahl der Tage mit negativer Mitteltemperatur, die bekanntlich der Berechnung der Kältesumme zugrundeliegen, ist keine nennenswerte Änderung eingetreten: Die Periode 1965—1975 verzeichnet im Jahresmittel 159 Tage mit negativer Mitteltemperatur, in der Periode 1924—1934 sind es 154 Tage. Daraus ergibt sich, daß die Verschärfung des Frostregimes weniger zu einer Verlängerung der

Frostperiode als vielmehr zu einer Erhöhung der Frostintensität führt. Dem entspricht ein Rückgang der Frostwechseltage zugunsten der Eistage: In der Periode 1924—1934 verzeichnet Grímsstadir 94 Eis- und 126 Frostwechseltage pro Jahr, in der Periode 1965—1975 sind es 110 Eis- und 103 Frostwechseltage.

In entsprechender Weise läßt sich auch für die langfristigen Tieflandstationen Islands seit Beginn der 60er Jahre dieses Jahrhunderts eine aktuelle Verschärfung des Frostregimes nachweisen, so beispielsweise für die Säkular-Station Stykkishólmur in West-Island (vgl. A. Sigfúsdóttir 1969).

Wie der Korrelationskoeffizient 0,99 ausweist, ist die Temperaturreihe von Hveravellir, auf der die oben angegebene Charakterisierung des zentral-isländischen Frostklimas basiert, derjenigen von Grímsstadir qualitativ unmittelbar vergleichbar (Abb. 14). Daher kann davon ausgegangen werden, daß sich auch das gegenwärtige Frostregime von Hveravellir gegenüber der Normalperiode, insbesondere gegenüber der Wärmeperiode der 20—50er Jahre dieses Jahrhunderts, erheblich verschärft hat.

Insgesamt wird aus den Temperaturdaten deutlich, daß die rezente Permafrostbodenaggradation Zentral-Islands aus einer beträchtlichen Erhöhung der Kältesummen, insbesondere im Vorwinter, bei gleichzeitiger Erniedrigung der sommerlichen Wärmesumme resultieren muß. Diese aktuelle Verschärfung des Frostregimes macht nicht nur die teilweise spektakuläre Permafrostbodenaggradation verständlich, sondern gibt zugleich den Hinweis auf eine Intensivierung der für die Thufur-Bildung und das Rasenschälen relevanten Bodenfrostdynamik. Im übrigen hat eine derartige Temperaturniedrigung unmittelbare Auswirkungen für die Graserträge per ha, die auf Island in starkem Maße von der Lufttemperatur abhängen (vgl. S. Fridriksson 1972, R. Bryson 1974).

Insgesamt trägt die aktuelle Temperaturniedrigung über die dargelegte frostdynamischen Prozesse entscheidend zu einer Labilisierung des Landschaftshaushaltes bei. Bei dieser Labilität des geoökologischen Gleichgewichtes führt die extensive Beweidung weitester Bereiche des Vegetationsareales besonders rasch zu negativen Folgen in Form einer drastischen Minderung des Vegetationspotentials.

## Literatur

- Bergmann, B. (1973): Um rústir á húnsvetnskum heidum. Náttúrufræðingurinn 42, S. 190 bis 198, Reykjavík.
- Berghthórsson, P. (1967): Kuldaskeld um 1300? Vedrid 12, S. 55—58, Reykjavík.
- Beskow, G. (1935): Tjälbildningen och tjällyftningen med särskild hänsyn till vägar och järnvägar (engl. Zus.: Soil freezing and frost heaving). Sveriges Geol. Unders. Ser. C 375, 242 S., Stockholm.
- Brewer, R. und A. Haldane (1957): Preliminary experiments in the development of clay orientation in soils. Soil Sci. 84, S. 301—309, Baltimore.
- Bryson, R. (1974): Heyuppskera: An Heuristic Model for Hay Yield in Iceland. Ber. a. d. Forschungsstelle Nedri Ás 18, 14 S., Hveragerdi (Island).
- Dücker, A. (1940): Frosteinwirkung auf bindige Böden. Straßenbau-Jahrb. 1939/40, S.111 bis 126, Berlin.
- Ellenberg, Ch. und H. Ellenberg (1969): „Kal“ — das Kahlwerden von Kulturwiesen Islands als ökologisches Problem. Ber. a. d. Forschungsstelle Nedri Ás 3, 47 S., Hveragerdi (Island).
- Ellenberg, H. (1971): Zur Kartenübersicht der Kahlschäden an den Kulturwiesen Islands im Jahre 1969. Ber. a. d. Forschungsstelle Nedri Ás 7, 22 S., Hveragerdi (Island).
- Fridriksson, S. (1972): Grass and Grass Utilization in Iceland, Ecology 53, S. 785—796, Durham.
- Friedman, J., Johansson, C., Oskarsson N., Svensson, H., Thorarinsson, S. und R. Williams (1971): Observations on Icelandic Polygon Surfaces and Palsa Areas. Photo Interpretation and Field Studies. Geogr. Annaler 53 A, S. 115—145, Stockholm.
- Gerlach, T. (1972): Contribution á la connaissance du développement actuel des buttes gazonnées (thufurs) dans les Tatras Polonaises. In: Processus périglaciaires étudiés sur le terrain — Symposium international de géomorphologie 1971 (hrsg. v. P. Macar und A. Pissart), S. 57—73, Liège.
- Gudbergsson, G. (1975): Myndun móajardvegs í Skagafirdi (engl. Zus.: Soil Formation in Skagafjörður, Northern Iceland). Íslenzkar Landbúnadarrannsóknir 7, S. 20—45, Reykjavík.
- 't Hart, M. L. und W. von der Molen (1971): Winterkilling of Grasses in Icelandic Hayfields; Ber. a. d. Forschungsstelle Nedri Ás 5, 145., Hveragerdi (Island).
- Hallgrímsson, H. (1970): Útbreidsla plantna á Íslandi með tilliti til loftslags (II) (engl. Zus.: The Distribution of Vascular Plants in Iceland in Relation to Climate). Náttúrufræðingurinn 40, S. 233—258, Reykjavík.
- Helgason, B. (1963): Basaltic Soils of South-West Iceland. Journ. Soil-Sci. 14, S. 64—72, Oxford.
- Khakimov, K. (1966): Artificial Freezing of Soil. 121 S., Jerusalem.
- Koch, L. (1945): The East Greenland Ice. Medd. om Grønland 130, 3, 374 S., Kopenhagen.
- Lieth, H. (1960): Ökologische Notizen von den Frostbuckeln der Mo-Vegetation im nord-östlichen Island. Flora 150, S. 166—169, Jena.
- Lötschert, W. (1974): Über die Vegetation frostgeformter Böden auf Island. Ber. a. d. Forschungsstelle Nedri Ás 16, S. 1—15, Hveragerdi (Island).
- Müller, S. (1962): Isländische Thufur und alpine Buckelwiesen — ein genetischer Vergleich. Natur u. Museum 92, S. 267—274 u. S. 299—304, Frankfurt.

- Pissart, A. (1970): Les phénomènes physiques essentiels liés du gel, les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique. *Ann. Soc. Géol. Belgique* 93, S. 7—49, Lüttich.
- Preusser, H. (1974): Die Deflation in Island. *Deutsch-Isländisches Jahrb.* 7, S. 32—48, Köln.
- Ruthsatz, B. und E. Geyger (1971): Wird die Intensivierung der Grünlandkultur in Island durch das Klima begrenzt? *Ber. a. d. Forschungsstelle Nedri Ás* 8, 58 S., Hveragerdi (Island).
- Schunke, E. (1973): Palsen und Kryokarst in Zentral-Island (engl. Zus.). *Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-Phys. Kl.* Jg. 1973, 38 S., Göttingen.
- , — (1975): Die Periglazialscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat. *Abh. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, 3. F., 30, 273 S., Göttingen.
- , — (1977): Zur Ökologie der Thufur Islands (engl. Zus.: The Ecology of Thufurs in Iceland). *Ber. a. d. Forschungsstelle Nedri Ás* 26, 69 S., Hveragerdi (Island).
- Schunke, E. und H. Stingl (1973): Neue Beobachtungen zum Luft- und Bodenfrostklima Islands. *Geogr. Annaler* 55 A, S. 1—23, Stockholm.
- Schwarzbach, M. (1963): Zur Verbreitung der Strukturböden und Wüsten in Island. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 14, S. 85—95, Öhringen.
- Shumski, P. A. (1957): *Principes de glaciologie structurale*. *Ann. Centre Études et Documentation Paléontologiques* 22, 309 S., Paris.
- Sigbjarnarson, G. (1969): Áfok og úppblástur (engl. Zus.: The Loessial Soil Formation and Soil Erosion on Haukadalshéidi). *Náttúrufræðingurinn* 39, S. 68—118, Reykjavík.
- Sigfúsdóttir, A. B. (1969): Hitabreytingar á Íslandi 1846—1968. In: Hafisinn (hrsg. v. T. Einarsson, H. Sigtryggsson, S. Thórarinnsson und U. Stefánsson), S. 70—79, Reykjavík.
- Sigurdsson, F. H. (1967): Frostlyfting jarðvegs í Fossvogi. *Vedrid* 12, S. 48—50, Reykjavík.
- Steindórsson, S. (1967): Um hálendisgróður Íslands (engl. Zus.: On the Vegetation of the Central Highland of Iceland, part IV). *Flóra* 5, S. 53—92, Akureyri.
- Steubing, L. und U. Kneiding (1975): Untersuchungen zur Rekultivierung von Grünland auf winderodierten Böden Islands. *Ber. a. d. Forschungsstelle Nedri Ás* 21, 48 S., Hveragerdi (Island).
- Taber, S. (1929): Frost Heaving. *Journ. of Geol.* 37, S. 428—461, Chicago.
- Thórarinnsson, S. (1961): Population Changes in Iceland. *Geogr. Review* 51, S. 519—533, New York.
- , — (1962): *L'érosion éolienne en Islande à la lumière des études téphrochronologiques*. *Rev. Géomorph. Dyn.* 13, S. 107—124, Paris.
- Thorgrímsson, S. (1973): Gnúpverjavirkjun. Geological Report. (Orkustofnun raðforkudeild) 29 S., Reykjavík.
- Tómasson, H. und S. Thorgrímsson (1972): Nordlingaalda. Geological Report. (Orkustofnun raðforkudeild) 19 S., Reykjavík.
- Troll, C. (1973): Rasenabschälung (turf exfoliation) als periglaziales Phänomen der subpolaren Zonen und der Hochgebirge. *Ztschr. f. Geomorph., Suppl.-Bd.* 17, S. 1—32, Berlin.